水文・水資源学会誌
J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.
Vol. 14, No. 1 (2001) pp. 13-26

小川原湖への海水進入現象に関わる水理データの整備と復元

Complement and Restoration of Hydraulic Data Related to Seawater Intrusion into Lake Ogawara

鶴田泰士* (東京工業大学大学院総合理工学研究科)
Yasushi TSURUTA *Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Tokyo Institute of Technology*
石川忠晴* (東京工業大学大学院総合理工学研究科)
Tadaharu ISHIKAWA *Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Tokyo Institute of Technology*
西田修三** (大阪大学大学院工学研究科)
Shuzo NISHIDA *School of Engineering, Osaka University*
藤原広和*** (八戸高専 建設環境工学科)
Hirokazu FUJIWARA *Department of Civil and Environmental Engineering, Hachinohe College of Technology*
村井禎美**** (建設省)
Sadami MURAI *Takase River Office, Tohoku Bureau, Ministry of Construction*

Because the salinity condition of a brackish lake is fluctuated by rather stochastic events of the seawater intrusion, topographic changes in the estuarial region, meteorological conditions, etc., a time series analysis of long-term hydraulic data is needed to estimate the range of the variations of lake water salinity. The purpose of this study is to restore long-term hydraulic data related to the seawater intrusion into Lake Ogawara in Aomori Prefecture, where some of important hydraulic factors have not been measured till quite recently or their measurements have been frequently interrupted by instrument troubles.

The relationships among the hydraulic quantities, such as flow rate, water stages and tidal level, are evaluated and formulated based on physical interpretation, using a complete data set of the last two years. Some different ways to estimate missing data are constructed in order to deal with various combinations of available data, and the accuracy of estimation is examined for each method by reproducing the existing data. The data for the past 17 years were finally complemented. A comparison of the results by different ways gives the reliability of estimation.

Key Words : Brackish lake, Seawater intrusion, Complement and restoration of Data

汽水湖の塩分状態は、海水、淡水の流入条件や地形変化、気象等の諸条件によって、時間的に変動する。従って、汽水湖の水質を管理するにあたっては、それら諸条件の確率統計的特性を把握し、汽水湖の塩分状態の変動範囲を認識しておくことも重要である。そのためには、現地の水理量の長期に連続したデータが必要であるが、観測網の不備、欠測等のため、取得が難しいのが現実である。

本研究では、青森県小川原湖への海水進入現象に関わる水理量のデータセットを整備することを目的とし、観測体制が充実し且つ欠測の少なかった1997、1998年の観測諸データ間の関係を調べ、経験式を作成した。また、1996年以前の15年間を含めて、観測

*東京工業大学大学院総合理工学研究科 〒226-8502 横浜市緑区長津田町4259
Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Tokyo Institute of Technology, 4259 Nagatsuta Midori-Ku
Yokohama 226-8502, Japan

**大阪大学大学院工学研究科 〒565-0871 吹田市山田丘2-1
School of Engineering, Osaka University, 2-1 Yamadaoka Suita 565-0871, Japan

***八戸工業高等専門学校建設環境工学科 〒039-1192 八戸市田面木字上野平16-1
Department of Civil and Environmental Engineering, Hachinohe College of Technology, 16-1 Uenodaira Tamogi Hachinohe
039-1192, Japan

****建設省東北地方建設局高瀬川総合開発工事事務所 〒039-1165 八戸市石堂3-7-10
Takase River Office, Tohoku Bureau, Ministry of Construction, 3-7-10 Ishido Hachinohe 039-1165, Japan

されていない項目および欠測データの補完を行った。また、復元したデータの妥当性について考察を加えた。

キーワード：汽水湖，海水進入，データ復元

I. はじめに

汽水湖は、塩水性と淡水性の生物が入り混じった豊かな生態系を有し、古くから漁場として利用されてきた。また、その一方で、低平地にあることから地域開発の圧力も高く、干拓や淡水化が押し進められることも多かった。しかし、近年、自然環境保全に対する社会的関心の高まりとともに、汽水湖の環境保全を前提とした周辺地域の開発が指向されてきている。このため、汽水湖の環境の成り立ちに関する理解を、より一層深める必要が出てきている。

汽水湖の環境は、言うまでもなく、塩分の微妙なバランスの上に成り立っているが、その塩分状態は、淡水流入条件や潮位条件あるいは河口地形条件により様々である。また、一つの湖においても、上記諸条件の変動によって、塩分状態が時間的に変化する。したがって、汽水湖の環境計画及び周辺地域の開発計画の策定においては、長期データに基づいて、これら諸条件の変動の確率統計的特性を把握し、汽水湖の塩分状態の変動範囲を認識しておく必要がある。

筆者らは、青森県にある小川原湖をフィールドにして、汽水湖における塩分循環の研究を進めているが⁸(藤原ら(1999)、石川ら(1991)、板井(1992)、長尾ら(1996)、長尾ら(1997)、鶴田ら(1998))、その過程において、同湖への海水進入が、外部条件の変化に鋭敏に反応し、極めて確率的な現象であることを認識した。同様の性質は、他の汽水湖でも認められており、それについての議論がなされている(池永ら(1996)、Ishitobi *et al.*(1989)、Ishitobi *et al.*(1993)、Ishitobi *et al.*(1999)、桑嶋ら(1993))。小川原湖においても、その確率性を考慮し、若干の確率統計的解析を試みた(長尾ら、1996)が、その時点においては、観測網の不完全さや欠測などのために、限られた範囲のデータしか使用できず、同現象の特性を必ずしも十分に捉えることはできなかった。

そこで、本研究では、観測体制が充実し且つ欠測の少なかった2年間(1997、1998)のデータセットをもとに小川原湖における種々の水理データの関係を考察し、その結果にもとづき長期間(1982~1998)のデータ時系列の推定・復元を試みた。この作業は、小川原湖というフィールド固有の水理条件を前提と

したもので、その意味では学術的普遍性は有していない。しかし、データの推定・復元は、現地研究において必要不可欠な要素であり、また、場合によってはかなりの労力・工夫を要することから、ここに取りまとめて報告する次第である。

II. 対象水域の概要

1. 小川原湖の概要

図-1に小川原湖の形状を示す。図中には水理量の計測地点とデータの種類も記入してある。小川原湖の湖面積は63.2km²で我が国では11番目にあたる。最大水深は26m、平均水深は11m、常時の水面標高はT.P. 40cm程度、湖水容量は約 7.1×10^8 m³である。汽水湖としてはかなり深い湖で、福井県の水月湖について2番目の深さとなっている。湖水の平均滞留時間は約1年と見積もられている(板井、1992)。

主要な流入河川はいずれも湖の南西部にあり、流出部(高瀬川)は湖の北東端にある。高瀬川の河道延長は6.6kmで、河口より5.7km上流の地点から放水路が開削されている。放水路のゲートは、原則として

図-1 小川原湖とデータ観測点

Fig. 1 Lake Ogawara and location of observation sites

湖水位がT.P. 70cmを越える洪水時に開かれるが、その頻度は数年に一回であり、常時は高瀬川を経由して流出が行われている。

2. 海水進入現象の偶発性

潮位が湖水位を上回ると海水が高瀬川を遡上する。しかし滞筋が狭小で且つ河道長が6.6kmあるため、まとまった量の塩水が小川原湖に進入するのは、比較的大きな水位差が長時間継続した場合のみである。そのような水位条件の発生は、次に述べるように偶発的性質を帯びている。

小川原湖の平均水位がT.P. 40cm程度であるのに対し、この地域の満潮位(天文潮)はT.P. 40~70cmである。したがって、天文潮だけでは、大規模な塩水進入を生じるほどの水位差は発生しない。しかし、気圧低下や吹き寄せ及び波浪setupによる海面変動は30cm程度に及ぶことがあるので、大潮時にたまたま低気圧や前線の通過があると、大きな水位差が長時間継続し得る。加えて、湖水位が通常より低かったり、河口が開口気味であると、塩水進入はさらに活発になる。したがって、小川原湖の塩分状態を評価するにあたり海水進入現象の確率統計的性質を把握する必要があるが、そのためには現象に関わる水理諸量を長期にわたり整備する必要がある。

Ⅲ. 海水進入現象の解析に必要なデータ項目とその整備状況

1. 海水進入現象に関わる水理量

以上の現象認識を踏まえ、海水進入現象に関わる主要な水理量の関係を、図-2の記号を用いて概略説明する。なお、本論文で使用する観測データの多くは、建設省東北地方建設局が自動計測している水位及び流量のデータであり、それらの計測地点は図-1に示されている。

小川原湖への海水進入は高瀬川の逆流に伴うので、流量時系列 Q から現象の発生及び規模を推定できる

図-2 海水進入現象に関わる水理量

Fig. 2 Variables related to seawater intrusion.

と考えられる(石川ら, 1991). Q は河道両端の水位すなわち河口内水位 h_1 と湖水位 h_0 の差によって誘起されている(石川ら(1991), 西田ら(1999)). したがって、これら3つが海水進入現象を記述する上で最も重要な量と言える。なお、河口内水位とは、河口よりやや上流部の河道における水位である。

しかし、本現象の発生の仕組みをより広く捉えれば、河口内水位は潮位 h_2 に支配され、また湖水位は湖への正味の全淡水流入量 Q によって変動する。したがって、大局的にみれば、これら2つの時間変動の確率統計的性質が海水進入現象を支配していると考えられる。そこで本研究では、 h_2 や Q を含めたデータ整備を行う。なお、河口内水位 h_1 と潮位 h_2 の関係は河口地形に影響されるので、両者の値は必ずしも同じでなく、特に低潮時において差が大きくなる。

以下、それぞれの観測データの整備状況について述べる。

2. 高瀬川流量 [Q]

高瀬川流量は河口から5.5km上流の高瀬橋地点で記録されている。しかし、信頼できる流量データが得られるようになったのは、超音波ドップラー式流速プロファイラ(ADP)が設置された1996年10月以降である。このADPは滞筋での流速鉛直分布を25cm刻みで10分おきに計測しており、順流・逆流の時間変動や塩水密度流による鉛直流れ構造をかなり正確に捉えている。西田ら(1999)は、高瀬橋において断面観測を実施し、ADPの記録から流量 Q を推定するための経験式を求めている。ただし、このADPデータには、データ回収のための欠測が年に数回あり、また浮遊物や藻の付着によると思われる異常値も含まれる。

1996年10月以前については、沿岸用超音波ドップラー式流速計の記録(計測データは1深度のみ、1994年7月~1996年10月)と、深度3mに設置された、水平方向に音波を通す通常の超音波流速計の記録(1981年1月~1994年7月)がある。しかし、塩水密度流の発生している本河道では、1深度の流速計測から流量を推定することは原理的に不可能であり、これらのデータは参考程度にしか使用できない。

3. 河口内水位 [h_1]

河口内水位は、河口より300m上流で毎時計測されている。しかし、この水位計は、波浪、潮風、漂

砂による地形変動、浮遊物及び結氷という過酷な条件下に置かれているため、センサー部や送信部の損傷による欠測と、誤作動と思われる異常値の発生が見られる。欠測期間は半年以上に及ぶこともある。また、気象・海象条件が急激に変動している場合には、1時間ごとの計測では水位変動を十分捉えられない恐れもある。

そこで筆者らは、1998年7月からメモリー式水圧計を別途設置して5分ごとの計測を行い、既存水位計の精度チェックを行うとともに、異常値を棄却するために「異常値が発生している時間帯の波形の特徴」を調べた。その結果、既存水位計の値が欠測または“hold”されている場合以外は、データの平滑化とスプライン補完により概ね正常な値の得られることを確認した。

4. 湖水位 [h_0]

湖水位は湖内4地点(総合観測所、鶴ヶ崎、頭無、浜合)で毎時計測されている。図-3に示すように、これらの記録の間には原点ズレと思われる定誤差がみられる。そこで波形相関をもとに定誤差を除去したところ、差は高々2cm程度であることがわかった。この水位差は吹き寄せや静振によると思われる。また、図-3からわかるように、湖水位の変動は比較的緩やかであり、日単位のデータでも変動特性を十分把握できる。そこで、総合観測所における日平均湖水位を代表データとして使用し、これが欠測の場合には鶴ヶ崎または頭無のデータで補完することとした。

5. 潮位 [h_2]、天文潮位 [h_3']、潮位偏差 [Δh_2]

塩水遡上の基本要因である潮位変動は、天文潮位 h_3' とそれからの偏差 Δh_2 の和として表される。潮位

の偏差は主に気圧変動や吹き寄せなどの気象条件に左右されるので「気象潮」と呼ばれることもある。しかし、河口付近では波浪setupのように地形の影響を受けた水位上昇量も含むことから、本論文では Δh_2 を単に「潮位偏差」と呼ぶことにする。前述したように、海水進入現象の確率特性を解析する上で潮位偏差の変動特性を知ることが重要となる。

高瀬川河口に最も近い検潮所は、南に約40km離れた八戸港内にある。ここでは1時間ごとの港内潮位 h_3 がデータシート上に記録されており、欠測はない。また、過去のデータから潮汐調和定数(調和分解された各成分の振幅と位相)が決定されているので(日本沿岸潮汐調和定数表, 1992)、天文潮位 h_3' を数値的に予測することが可能であり、また h_3 と h_3' の差として潮位偏差 Δh_3 を求めることができる。高瀬川河口と八戸港の距離(40km)では天文潮位はほぼ同一であると考えられることから、ここでは高瀬川河口の天文潮位 h_3' が八戸港における予測天文潮位 h_3' に等しいものと仮定する。一方、潮位偏差はローカルな地形条件の影響を受けやすいので、 Δh_2 と Δh_3 は必ずしも同一でない恐れがある。そこで本論文では、潮位偏差 Δh_2 を未知量として取り扱う。(ただし、 Δh_2 と Δh_3 の波形の類似性は期待できる。)

6. 全淡水流入量 [Q_d]

小川原湖に流入する主要な6河川(七戸川、砂土路川、土場川、赤川、姉沼川、中津川)の流量($H-Q$ 関係式による)と湖内降雨量は建設省により毎時計測されている。また、湖への直接降雨は、湖内の総合観測所での降雨記録(欠測時には弘沼の降雨記録で代替)から推定できる。しかし、小川原湖の周囲には多数の小川が流れ込み、湖面蒸発や地下水、農業取排水による流出入もあるので、正味の全流入量 Q_d は必ず

図-3 湖水位の時系列
Fig. 3 Time series of lake water level.

しも明確でない。そこで本論文では、 Q_i を未知量として取り扱う。なお、図-3に示したように、湖水位変動は日単位データで表されることから、 Q_i も日単位で取り扱うことにする。

7. 各データの存在状況

小川原湖周辺で水位観測などが行われるようになったのは、建設省直轄管理となった1979年以降であるが、図-1に示す観測点が概ね整備されたのは1980年代初頭である。そこで、1982年から1998年までの17年間のデータの存在状況(%)を表-1に示す。表中の「Required Data」とは、海水進入現象の確率統計解析に必要なデータとしてⅢ-1に列挙した項目である。また、「Reference Data」とは、必要データを推定する上で有用なデータ項目、もしくは推定された必要データの定性的妥当性を検証する上で有効なデータ項目である。

各年欄の中の数字は、その項目のデータの存在割合(%)を示している。例えば高瀬川流量 Q_i については、1996年10月以前は有効な流量観測が行われていなかったもので、1995年以前は0%、1996年は25%、1997、1998年はほぼ100%となっている。また、必要データの中の全淡水流入量 Q_o や潮位偏差 Δh_o は全期間0%だが、参考データの主要6河川流入量 Q_i' や八戸港潮位偏差 Δh_s は、ほぼ完備している。

IV. 水理諸量の関係の整理

本章では、データの比較的確実化されている1997、1998年のデータを用いて、各水理量の関係を検討する。この検討の目的は、計測されていない水理量及び欠測データを、計測されている他の水理データから推定することにある。したがって、例えば、変数 X_1 と X_2 から X_3 を求める方法を述べる一方で、変数 X_3 と X_2 から X_1 を求める方法を論じることもある。また、その時点では未知量であるパラメータについて、取りあえずわかっているものとして話を進めることもある。それら個別の検討結果の相互関係についてはⅣ-6で整理する。

1. 高瀬川流量 $[Q_i]$ と河道内水位差 $[\delta h (=h_o-h_i)]$ の相関

高瀬川の流れは、潮位変動により順流・逆流を繰り返している。すなわち基本的には非定常流である。しかし、既往の調査研究成果(西田ら, 1999)によれば慣性効果はかなり小さく、“水位変動に対する流速変動の時間遅れ”を導入することにより、準定常的取り扱いができる。そこで本研究でも、同様の方法により流量の推定式を導くことにする。

流れが準定常的であり、また河道地形や河道粗度が時間的に変化しないものとする、高瀬川流量 Q_i は両端水位 h_o と h_i のみに依存することになる。そこで $Q_i=f(h_o, \delta h)$ のように書くことができる。こ

表-1 水理諸量の存在状況(%)
Table 1 Percentage of acquired data set

year	Required Data							Reference Data	
	Q_i	Q_o	h_o	h_i	h_s	h_s'	Δh_s	Q_i'	Δh_s
1982	0.00	0.00	94.79	78.36	0.00	100.00	0.00	100.00	100.00
1983	0.00	0.00	97.53	96.44	0.00	100.00	0.00	100.00	100.00
1984	0.00	0.00	96.72	95.90	0.00	100.00	0.00	100.00	100.00
1985	0.00	0.00	95.62	91.23	0.00	100.00	0.00	91.23	100.00
1986	0.00	0.00	94.52	99.73	0.00	100.00	0.00	83.84	100.00
1987	0.00	0.00	95.89	96.44	0.00	100.00	0.00	97.53	100.00
1988	0.00	0.00	100.00	99.45	0.00	100.00	0.00	64.48	100.00
1989	0.00	0.00	95.34	86.30	0.00	100.00	0.00	92.33	100.00
1990	0.00	0.00	93.42	95.62	0.00	100.00	0.00	97.53	100.00
1991	0.00	0.00	98.63	95.62	0.00	100.00	0.00	100.00	100.00
1992	0.00	0.00	100.00	98.09	0.00	100.00	0.00	95.90	100.00
1993	0.00	0.00	97.26	93.15	0.00	100.00	0.00	96.16	100.00
1994	0.00	0.00	98.08	100.00	0.00	100.00	0.00	100.00	100.00
1995	0.00	0.00	95.07	83.84	0.00	100.00	0.00	98.63	100.00
1996	0.00	24.64	96.72	28.96	0.00	100.00	0.00	100.00	100.00
1997	0.00	98.19	97.53	98.08	0.00	100.00	0.00	96.71	100.00
1998	0.00	96.75	98.36	97.81	0.00	100.00	0.00	100.00	100.00

に $\delta h = h_0 - h_1$, $f(x)$ は x の関数であることを表す。
 δh は潮汐の時間スケール(12hr)で変動し、変動幅は1mのオーダーである。一方 h_0 は淡水流入の時間スケール(数日~1ヶ月)で変動し、通常の変動幅は数10cmである。そこでまず δh が Q_0 に及ぼす影響から調べることにする。

出水時以外では、 h_0 は一日の中でほとんど一定である。そこで一日の Q_0 と δh の関係を描くと図-4(a)のようになり、ループが見られる。これは慣性効果により Q_0 が δh に対して遅れを持つためである。またループの中心が座標原点に一致しないのは、 h_0 と h_1 の測定原点が異なっているためと考えられる。

そこで、図-5に示す方法で、平均時間遅れと原点ズレを求めた。まず $Q_0 = 0$ となる時刻 $t(i)$ における水位差 $\delta h(i)$ を求める。次に、各々について連続

図-4(a) Q_0 と δh の関係

Fig. 4(a) Relation between Q_0 and δh

図-4(b) Q_0 と δh の関係

(時間ずれ、原点ずれ補正後)

Fig. 4(b) Relation between Q_0 and δh (with time lag and zero point difference correction.)

する2つの値の平均を取り、上げ潮と下げ潮における平均水位差 $\overline{\delta h(i)} = \{\delta h(i) + \delta h(i+1)\} / 2$ を作成する。また $t(i)$ と $t(i+1)$ の近傍で $\delta h = \overline{\delta h(i)}$ となる時刻を $t(i)'$ と $t(i+1)'$ とし、平均時差 $\overline{\delta t(i)} = \{|t(i)' - t(i)| + |t(i+1)' - t(i+1)|\} / 2$ を求める。これらの値を、代表時間 $\overline{T(i)} = \{t(i) + t(i+1)\} / 2$ を横軸にしてプロットすると図-6(a), (b)を得る。両者とも、若干変動するものの、ほぼ一定しており、平均値は $\overline{\delta t}$ が25分、 $\overline{\delta h}$ が2.2cmである。なお、以下の解析では h_0 の原点を基準にして h_1 を補正している。これらの値を用いて補正した Q_0 と δh の関係は、図-4(b)に示すように、原点を通る1本の曲線になる。

さて、図-4(b)によれば、逆流($Q_0 < 0$)の場合には流量が比較的単調に変化するのに対し、順流($Q_0 > 0$)の場合には流量に“上限”があるようである。この原因は以下のように考えられる。順流量は河口水位が下がるほど(この時 δh は増加する)増加するが、ある程度以上河口水位が低下すると“低下背水”となるため、それ以上、流量は増加しなくなる。このような状況を表す経験式として以下の流量算定式を設定する。

順流時 ($Q_0 > 0$):

$$Q_0 = Q_m \{1 - \exp(-C \cdot \delta h / Q_m)\} \quad (1)$$

逆流時 ($Q_0 < 0$):

$$Q_0 = a_1 \cdot \delta h + a_2 \cdot \delta h^2 \quad (2)$$

ここに、 C , a_1 , a_2 は定数、 Q_m は最大順流量である。なお、 Q_0 , Q_m の単位は $[m^3/s]$, δh の単位は $[m]$ である。 Q_m は湖水位 h_0 と河口地形の状態に依存するパラメータで、1日の中では一定の値をとるものと

図-5 平均時間遅れと原点ずれの求め方

Fig. 5 Schematic for finding averaged time lag and zero point difference.

図-6(a) 原点ずれ
Fig. 6(a) Time series of zero point difference

図-6(b) 時間おくれ
Fig. 6(b) Time series of time lag

図-7 δh により再現した流量 Q_o .
Fig. 7 Time series of Q_o calculated from δh

する。

各日における水位・流量記録から図-4(b)と同様の関係を求め、最小自乗法により3つの定数を算定した結果、 $C=400$, $a_1=399$, $a_2=372$ となった。また Q_m については、各日ごとの値を最小自乗法で求めた。図-7は、これらの係数値を式(1), (2)に与え、観測されている h_0 と h_1 から求められる δh を代入して得られた流量 Q_o を、観測データと比較したものである。以上より、準定常的な取り扱いによっても、水位記録から流量データを再現できる可能性が見出

された。ただし、式(1)の係数のうち Q_m については、何らかの手段で別途推定する必要がある。これについては後述する。

2. 潮位偏差 [Δh_2]

前述したように、高瀬川河口沖の天文潮位は八戸港の天文潮位(予報潮位)で代用できる。しかし潮位偏差(実潮位-天文潮位)は必ずしも同じでない可能性がある。そこで、ここでは小川原湖水位 h_0 と河口内水位 h_1 を用いて潮位偏差 Δh_2 を推定する方法を検

図-8 Δh_2 と Δh_3 の比較
Fig. 8 Comparison between Δh_2 and Δh_3

討する。

高瀬川の流れが準定常的であることから、 $Q_0 = 0$ となる時刻には h_0 と h_1 と h_2 とが概ね等しくなっているものと思われる。そこで $\delta h (= h_0 - h_1) = 0$ となる時刻 $t'(i)$ において $h_2 \approx h_0$ と仮定し、 $\Delta h_2(i) = h_1 - h_2'$ を求める。次に連続する2つの値の平均を取り、上げ潮と下げ潮における平均の潮位偏差 $\overline{\Delta h_2(i)} = \{\Delta h_2(i) + \Delta h_2(i+1)\}/2$ を求め平均時刻 $T'(i) = \{t'(i) + t'(i+1)\}/2$ における潮位偏差量とする。(上げ潮と下げ潮で平均化することにより、慣性効果による誤差をある程度相殺できると考えられる。)

このようにして得られた Δh_2 を八戸港の潮位記録から得られる Δh_3 とともに図-8に示す。両者の波形は比較的類似していることがわかる。なお、 Δh_2 が全体に上方にシフトしているのは、八戸港の水位原点と小川原湖総合観測所の水位原点が異なるためと考えられる。その差は約10cmだが、これを正確に補正するには水準測量を改めて実施する必要がある。ところで、ここで求めた Δh_2 の時間間隔は一定していない。そこで、スプライン補完により12時間ごとの時系列データとした。図-8からわかるように、潮位偏差の変動周期は数日から1週間となっているので、この時間間隔でその変動特性を十分把握できる。

さて、上記の解析では河口内水位 h_1 のデータを使用しているが、 h_1 は比較的欠測が多いので、別の方法でも潮位偏差 Δh_2 を推定できることが望ましい。これについては次節で述べる。

3. 高瀬川流量 $[Q_0]$ と湖水位・潮位差 $[\delta h_2 = h_0 - h_2]$ の相関

IV-1において h_1 と h_0 から Q_0 を求めるための経験式(1)、(2)を導いたが、これらの式は h_1 が欠測の場合

は使用できない。そこで、 h_1 の代わりに h_2 を使って Q_0 を求めるための式を、IV-1と同様の方法で導いた。

順流時 ($Q_0 > 0$):

$$Q_0 = Q_m' \{1 - \exp(C' \cdot \delta h_2 / Q_m')\} \quad (3)$$

逆流時 ($Q_0 < 0$):

$$Q_0 = a_1' \cdot \delta h_2 + a_2' \cdot \delta h_2^2 \quad (4)$$

ここに δh_2 は湖水位と潮位の差($h_0 - h_2$)である。 C' 、 a_1' 、 a_2' は定数で各々400、307、202である。また、 Q_m' は Q_m と同様の係数で、湖水位と河口地形に依存するものと考え、各日のデータから求めた。 Q_m' と Q_m の推定方法については後述する。なお、各変数の単位は、 Q_0 と Q_m' は $[m^3/s]$ 、 δh_2 は $[m]$ である。

式(3)、(4)から推定された Q_0 と観測値とを図-9に比較する。ただし、IV-1の場合と同様に δh_2 と Q_0 の間には25分の時差があるものとしている。2つの流量時系列はかなりよく一致しており、河口内水位 h_1 が欠測の場合には、潮位から流量を推定できる可能性のあることがわかる。しかしIV-2において潮位偏差 Δh_2 を求める際には河口内水位 h_1 のデータを使用した。したがって、 h_1 の欠測時に式(3)、(4)を使用するには、 Δh_2 を別の方法で推定できなければならない。

そこで、高瀬川の日平均流量 $\overline{Q_0}$ から推定する方法を検討する。後述するように、高瀬川の日平均流量は、湖への正味の淡水流入量と湖水位変化から連続条件式を用いて算定できる可能性がある。そこで、仮に日平均流量がわかっているものとして、その日の平均的 Δh_2 を式(3)、(4)から逆算することを考える。すなわち、式中の δh_2 は $(h_0 - h_2' - \Delta h_2)$ と書けるが、 h_0 と h_2' は既知であるから、 Δh_2 を仮定して式(3)、(4)を時間積分することにより $\overline{Q_0}$ を求められる。この値が別途推定されている $\overline{Q_0}$ と等しくなるように、その

図-9 δh_2 により再現した流量 Q_o .
Fig. 9 Time series of Q_o calculated from δh_2

図-10 Q_o より再現した Δh_2 .
Fig. 10 Time series of Δh_2 reproduced from Q_o

日の Δh_2 を決定すればよい。その際に Q_m' も別途推定する必要があるが、これについては後述する。

図-10は、 Q_o を24時間積分して各日の日平均流量 $\overline{Q_o}$ を計算し、それを用いて上記の方法により求めた Δh_2 をⅣ-2で求めた結果と比較したものである。両者は概ね一致していることから、 h_1 の欠測時には、次善の方法として、日単位の Δh_2 を日平均流量 $\overline{Q_o}$ から推定することができると言える。

4. パラメータ $[Q_m]$ 及び $[Q_m']$ の推定方法

式(1)及び(3)に含まれる最大流量 Q_m と Q_m' は、先に述べたように、湖水位と河口地形に依存すると考えられる。しかし、前者は単一の数値で表されるのに対し、後者の数値データ化は容易でない。しかも高瀬川の河口部は米軍演習地内にあるため、河道地形に関する情報はほとんど得られていない。すなわち、測量データもほとんどなく、市販の航空写真も当該部分は黒く塗りつぶされている。そこで、次のような考えのもとに、河口地形の効果を表すと思われるパラメータを作成した。

図-11に潮位 h_2 と河口内水位 h_1 の時系列を示す。潮位が高い場合には両者は概ね一致しているが、潮位が低くなると $h_1 > h_2$ となる。すなわち、河口地形の影響により h_1 はある程度以下に下がることができない。河口地形のこのような効果は、河口が閉塞気味であるほど大きくなると考えられる。したがって、潮位が低い場合の h_1 と h_2 の関係を調べることによって、河口地形に関する情報が得られる可能性がある。

ここでは、 h_1 と h_2 の代わりに、式(1)、(2)及び式(3)、(4)で用いた $\delta h (=h_0-h_1)$ と $\delta h_2 (=h_0-h_2)$ の関係を調べる。各日ごとの両者の関係を図-12に示すようにプロットすると、大方の部分は傾き45°の線上に載るが、 δh_2 がある程度以上大きくなると δh は増加しなくなる。この関係を、 $\delta h_2 > 0$ の部分について以下の式で表現する。

$$\delta h = H_{max} \cdot \tanh(\delta h_2 / H_{max}) \quad (5)$$

ここに、 H_{max} は δh の上限値で、各日ごとに最小自乗法でデータフィッティングして求められる。なお、式中の各変数の単位はすべて[m]である。

H_{max} は河口地形の情報を含んでいると考えられる

図-11 h_2 と h_1 の時系列
Fig. 11 Time series of h_2 and h_1

図-12 δh と δh_2 の関係
Fig. 12 Relation between δh and δh_2

図-13 h_0 と H_{max} の関係
Fig. 13 Relation between h_0 and H_{max}

が、湖水位の影響も受けている可能性がある。そこで、 H_{max} と湖水位の相関を調べると、図-13のようにわずかながら正の相関($r=0.501$)がある。そこで、両者の関係を最小自乗法により1次式で回帰し、 H_{max} から h_0 の影響を除いたパラメータ H_{max}' を次式で定義した。

$$H_{max}' = H_{max} - (0.794h_0 + 0.287) \quad (6)$$

ここに、 H_{max}' 、 H_{max} 、 h_0 の単位はすべて[m]である。 H_{max}' が高瀬川河口部の流れに対する地形の効果を表すパラメータであるとすれば、 Q_m 、 Q_n' は h_0 及び H_{max}' の関数となるであろう。そこで、最小自乗法により線形回帰したところ、次式を得た。

$$Q_m = 8.25H_{max}' + 114.82h_0 + 27.83 \quad (7)$$

$$Q_n' = 23.55H_{max}' + 105.84h_0 + 25.03 \quad (8)$$

ここに、 Q_m 、 Q_n' の単位は[m³/s]、 H_{max}' 、 h_0 の単位は[m]である。式(7)、(8)から得られる Q_m 、 Q_n' と、IV-1及びIV-3で流量データから求めた Q_m 、 Q_n' とを図-14に比較する。両者は概ね一致していることがわかる。

ただし、上記の H_{max} を求める方法は河口内水位 h_1 を使用するので、これが欠測の場合は求められない。しかし、河口地形は、漂砂や出水により閉塞したり開口したりするが、その変動は潮位変動等と比べてかなり緩やかであると考えられる。このことは、図-15に示す(8)式の第1項と第3項の成分の時系列からもわかる。したがって、 h_1 の欠測がよほど長期にわたらない限りは、前後の値を直線内挿して H_{max}' を求めて差し支えないと思われる。

5. 全淡水流入量 $[Q_i]$

III-6で述べたように、小川原湖に流入する主要6河川の流量と湖への直接降雨は計測されている。しかし、小川原湖には多数の小川が流れ込み、また湖面蒸発や地下水、農業取排水による流出入もあるため、正味の全流入量 Q_i は必ずしも明確でない。そこでまず、高瀬川流量と湖水位のデータを用い、次に示す連続条件式から Q_i を逆算し、流入量の計測値との対応関係を調べる。

図-14 Q_m と Q_m' の時系列
Fig. 14 Time series of Q_m and Q_m'

図-15 (8)式の(第1項+第3項)成分の時系列
Fig. 15 Time series of the 1st and the 3rd terms of equation (8) added

$$\Delta h_0 = (Q_i - Q_o) \cdot \Delta t / A_0 \quad (9)$$

ここに、 Δt は時間差分間隔(1日)、 Δh_0 は Δt の間の湖水位増分、 A_0 は小川原湖の水面積である。

主要6河川の日平均流量及び流量単位に変換した日降雨量の合計 Q_i' を求め、式(9)から逆算した Q_i と比較した結果を図-16に示す。両者には相関はあるものの(相関係数 $r=0.860$)、誤差は平均的に $5.5\text{m}^3/\text{s}$ とかなり大きい。この原因としては、式(9)に代入する Δh_0 及び Q_o の誤差のほか、先に述べた Q_i' の代表性の問題と、個々の河川流入量の測定精度の問題が

大きいように思われる。

しかし、式(9)を用いて Q_i を逆算する方法の精度は Q_o の精度に依存する。したがって、 Q_o をIV-1またはIV-2の方法で間接的に推定せざるを得ない1996年10月以前では、 Q_i の推定精度が落ちる恐れがある。また、主要6河川の流量データと降雨データは流入量に関わる直接的情報であるから、これらを何らかの形で活用することが望まれる。そこで、 Q_i を次式のような形で表し、重回帰分析により、 Q_i の回帰式を作成した。

図-16 Q_i と Q_i' の相関

Fig. 16 Correlation between Q_i and Q_i'

表-2 移動平均個数
Table 2 Data number used for moving average

Q_i'	Data Number used for Moving Average
$120 < Q_i'$	1
$75 < Q_i' < 120$	2
$50 < Q_i' < 75$	3
$30 < Q_i' < 50$	5
$Q_i' < 30$	7

図-17 Q_i と $\sum_{n=1}^8 a_n q_n$

Fig. 17 Correlation between Q_i and $\sum_{n=1}^8 a_n q_n$

$$Q_i = a_1 q_1 + a_2 q_2 + a_3 q_3 + a_4 q_4 + a_5 q_5 + a_6 q_6 + a_7 q_7 + a_8 q_8$$

$$= \sum_{n=1}^8 a_n q_n \quad (10)$$

ここに、 $q_1 \sim q_7$ は主要6河川流量と湖内降雨量(日平均流量に換算したもの)を移動平均した変数、 q_8 は1である。また $a_1 \sim a_8$ は定数である。なお、移動平均するデータ個数は、 Q_i' の大きさに応じて表-2のように変えた。すなわち、積分することで、静振や吹き寄せによる h_0 の誤差(約2cm=流入量約14m³/sに相当)の影響を小さくできる。1997、1998年のデータから最小自乗法により a_n を求めたところ、図-17に示す結果を得た。図-16に比較して、かなり良好な結果(相関係数 $r=0.961$)といえる。

6. 欠測データの推定手順

前節までで検討した水理量の相互関係を利用して、測定されていない項目及び欠測データの補完を行う。その手順を次に示す。なお、一重下線を施した量は1日単位の変量、二重下線の量は12時間単位の変量、その他の量は1時間単位の変量である。

[方法-1： h_1 が欠測でない時]

(IV-2の方法により) $\underline{h_0}, h_1, \underline{h_2} \rightarrow \underline{\Delta h_2}$

(IV-4の方法により) $\underline{h_0}, h_1, \underline{h_2}', \underline{\Delta h_2} \rightarrow \underline{Q_n}$

(IV-1の方法により) $\underline{h_0}, h_1, \underline{Q_n} \rightarrow \underline{Q_0}$

(IV-5の方法により) $\underline{Q_i'} \rightarrow \underline{Q_i}$

[方法-2： h_1 が欠測の時]

(IV-5の方法により) $\underline{Q_i'} \rightarrow \underline{Q_i}$

(連続条件式により) $\underline{Q_i}, \underline{h_0} \rightarrow \underline{Q_0}$

(時間内挿により) $\underline{h_0}, h_1$ 欠測期間前後の

$\underline{H_{max}'} \rightarrow \underline{Q_n'}, \underline{Q_n}$

(IV-3の方法により) $\underline{Q_0}, \underline{Q_n'}, \underline{h_0}, \underline{h_2}'$

$\rightarrow \underline{\Delta h_2}, \underline{Q_0}$

(IV-1の式(1), (2)から) $\underline{h_0}, \underline{Q_0}, \underline{Q_n} \rightarrow h_1$

V. 推定されたデータの整合性のチェック

h_1 が欠測でない場合には、高瀬川流量 Q_0 と全淡水流入量 Q_i が独立に推定される。そこで、両者の整合性を調べることにより、推定結果の妥当性をチェックできる。図-18は、上記の方法で推定された Q_0 から得られる日平均流量 $\underline{Q_0}$ と、 Q_i と h_0 を連続条件式(9)に代入して得られる $\underline{Q_0}$ を比較したものである。両者は概ね一致していることがわかる。両者の平均的な誤差は9.28m³/sである。なお、図中には湖水位 h_0 がT.P. 70cmを越えていた時間帯も示している。 h_0 がT.P. 70cmを越えると放水路ゲートが開放されるため、

図-18 Q_o 時系列の再現結果

Fig. 18 Time series of Q_o calculated by Method -1 and eq. (9)

図-19 h_1 欠測時の Q_o と h_1 の時系列再現

Fig. 19 Reproduced time series of Q_o and h_1 when data measured h_1 is unavailable

式(9)が適用できないので、両者は一致しない。図中において、大きな出水時に見られる不一致は全て、そのような場合に該当する。

h_1 が欠測の場合には、使用できるデータを全て使用しているので、上記のようなチェックはできない。そこで、 h_1 の観測値が存在する期間について、仮想的に1ヶ月の欠測期間をつくり、方法-2から求めた Q_o と h_1 を、 h_1 の観測値及び方法-1から求めた Q_o と比較した。その例を図-19に示す。両者は概ね一致していることがわかる。なお、結果は Q' の推定精度等により若干変化する。 Q_o の推定誤差による Q_o と h_1 に及ぼす影響は、それぞれ平均的に $9\text{ m}^3/\text{s}$ 、 1 cm 未満である。

と h_1 に及ぼす影響は、それぞれ平均的に $9\text{ m}^3/\text{s}$ 、 1 cm 未満である。

VI. おわりに

本研究では、小川原湖への海水進入現象に関わる水理量のデータセットを整備することを目的として、観測体制が充実し且つ欠測の少なかった1997、1998年の観測データ間の関係を考察し、1996年以前の15年間を含めて、観測されていない項目及び欠測データの補完を行った。また、復元したデータの妥当性についても考察を加えた。

この作業は、小川原湖というフィールド固有の水理条件を前提としたものであるから、他の流域にそのまま適用できるものではない。しかし、水理データの推定・復元は現地研究において必要不可欠のものである。また、新たに観測システムを構築する場合に、一部のデータが欠損しても他のデータから推定できるようにシステムをつくっておくことが望ましいが、そういった意味で本論文で述べた考え方は参考になる場合があると考え、報告させていただいた。

序文に述べたように、本論文で述べた水理量の復元は小川原湖への海水進入現象の確率統計的性質を研究するためにやっているが、これについては別の機会に発表したいと考えている。

本研究は平成9～11年度科学研究費基盤研究B(一般)「小川原湖の塩分循環に関する現地研究」(研究代表者：東京工業大学石川忠晴)の補助を受けた。

引用文献

- 藤原広和・梶沢正樹・石川忠晴・西田修三・沢本正樹・西塚淳一(1999)：小川原湖の塩分鉛直分布と河口水位変動に関する現地観測，海岸工学論文集，46，pp. 416-420.
- 池永 均・山田 正・内島邦秀・大島伸介・向山公人・平野道夫・井出康郎・田村圭司(1996)：網走湖における塩淡水成層の形成と挙動に関する研究，水工学論文集，40，pp. 589-594.
- 石川忠晴・板井雅之・小澤康彦(1991)：小川原湖に侵入する塩分の計算モデルの検討，水工学論文集，35，pp. 191-196.
- Ishitobi, Y., H. Kamiya, K. Hayashi and M. Gomyoda(1989)：The tidal exchange in Lake Shinji under low discharge conditions. Jpn. J. Limnol., 50, pp. 105-113.
- Ishitobi, Y., H. Kamiya, and H. Itogawa(1993)：Tidal, meteorological and hydrological effects on the water level variation in a lagoon, Lake Shinji. Jpn. J. Limnol., 54, pp. 69-79.
- Ishitobi, Y., H. Kamiya, K. Yokoyama, M. Kumagai and S. Okuda (1999)：Physical conditions of saline water intrusion into a coastal lagoon, Lake Shinji, Japan. Jpn. J. Limnol., 60, pp. 439-452.
- 板井正之(1992)：小川原湖の水理学的風景に関する研究，東北大学修士論文。
- 桑嶋知哉・高橋克人・宮島滋近・平野道夫・山田正(1993)：塩淡水成層を形成している網走湖の塩水の流出入に関する研究，水工学論文集，37，pp. 305-312.
- 長尾正之・西部隆宏・石川忠晴・山浦勝明(1996)：小川原湖への塩分侵入現象の確率統計的考察，水工学論文集，40，pp. 583-588.
- 長尾正之・石川忠晴・長島伸介(1997)：小川原湖に発生する傾斜ブルームの現地観測と連行係数，土木学会論文集，No579/II-41，pp. 105-114.
- 西田修三・中辻啓二(1999)：緩混合河川における流量と塩分輸送量の算定，水工学論文集，43，pp. 869-874.
- 日本沿岸潮汐調和定数表(1992)：海上保安庁。
- 鶴田泰士・石川忠晴(1998)：殻脈を利用した小川原湖ヤマトシジミの成長速度推定，水工学論文集，42，pp. 571-576.

(受付：2000年2月28日，受理：2000年12月11日)